جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره‌دوم، تابستان ۱۳۹۱

صص ۱٤۷-۱۳۳

بررسی شاخص جدید وضعیت دینامیکی جو در بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر

حمید نوری [۱] ـ استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه ملایر، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۵/۳   تاریخ تصویب:۱۳۹۱/۹/٦

چکیده

شاخص وضعیت دینامیکی جو که میزان انحراف از غیر ایستا بودن، خشکی و ویسکوزیته جو را بیان می‌کند، می‌تواند به عنوان یک تئوری نوین، محل و زمان حضورسامانه‌های پرفشار و کم فشار و میزان شدت آن را تعیین کند. این تحقیق به بررسی رابطه بین بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر و شاخص DSI می‌پردازد. شاخص DSI در ترازهای مختلف هم دمای پتانسیل و در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین و سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت با استفاده از داده‌های یک ساعته دما، ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد(استخراج شده ازپایگاه داده اروپایی ار□٤٠ [۲]) و با محاسبه پارامترهای چگالی هوا، تاوایی پتانسیل، دمای پتانسیل و ضریب تابع جریان برنولی [۳] به دست آمد. میانگین روزانه این شاخص در ترازهای مختلف محاسبه و برای هر گروه بارشی، ضریب همبستگی اسپیرمن با میانگین بارش منطقه ای در سواحل جنوبی خزر به دست آمد. نتایج نشان داد که برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین در تراز ۲۸۰ تا ۳۱۰ درجه کلوین، شمال دریاچه خزر دارای مقادیر مثبت (سامانه پرفشار و فرونشینی هوا) و جنوب دریای خزر دارای مقادیر منفی (سامانه کم فشار و صعود هوا) است. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، تنها در ناحیه کوچکی از شمال شرقی دریاچه خزر، مقادیر مثبت قوی این شاخص و در نتیجه فرونشینی هوا دیده می‌شود و در بخش وسیع باقی مانده صعود هوا روی می‌دهد. این شاخص در هر دو گروه بارش‌های همرفت و غیر همرفت در گروه بارشی سنگین کوچک تر از فوق سنگین است تنها وسعت مناطق صعود و نزول هوا متفاوت است. با وجود هماهنگی خوب نقشه‌های DSI و نقشه‌های همدید جوی در شناسایی نواحی صعود و نزول هوا، ضرایب همبستگی بین بارش و مقادیر مطلق DSI در اروپا قوی تری از این رابطه در سواحل جنوبی خزر است.

کلید واژه‌ها: دینامیک جو، بارش‌های فوق سنگین، سنگین، همرفت و غیر همرفت، سواحل جنوبی خزر.

---

۱ نویسنده مسوول: ۰۹۱۸۸۵۲۱۰۵۹

Email: Climatologyyh.nouri52@gmail.com

2 ERA40

3 BernoulliStream function

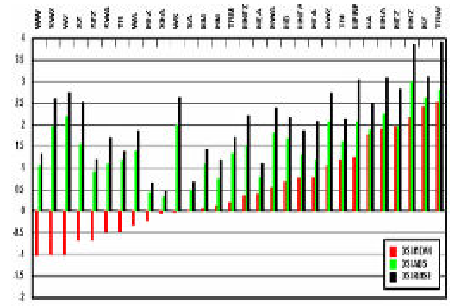
مقدمه

تحلیل علل برخی مخاطرات محیطی مانند بارش‌های سنگین شرایط را برای پیش آگاهی از صدمات به زندگی انسان‌ها و اقتصاد جامعه فراهم می‌کند. در بررسی دینامیکی جو در زمان رخداد ناهنجاری‌های محیطی مانند بارش‌های سنگین، شاخص‌های دینامیکی زیادی مورد توجه محققین قرار گرفته است. یکی از مهم ترین آنها پارامتر تاوایی پتانسیل است. با تحلیل توزیع افقی و عمودی این پارامتر که در غیاب اصطکاک و فرایند های درزو پایستار است، می‌توان ساختار دینامیکی سامانه‌های جوی را مطالعه کرد.

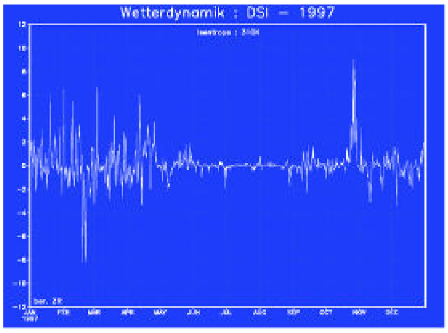
شاخص وضعیت دینامیکی هوا، تئوری توسعه یافته و جدیدی است که مبتنی بر اصول تئوری تاوایی- انرژی[1] بنا شده شده است(بلسمن و نویر، ۲۰۰۵: ۱٦۰۷). به عنوان یک شاخص جوی، " شاخص وضعیت دینامیکی جو" می‌تواند زمان حضورسامانه‌های پرفشار و کم فشار و میزان شدت آنها را بیان کند و به عنوان یک شاخص اقلیمی می‌تواند بر اساس تغییرات تابش خورشیدی یا اثرات اصطکاک، تغییر اقلیم را نشان دهد. در مباحث فیزیکی، این شاخص، پارامتری است که ذخیره انرژی و تاوایی جو را با هم ترکیب می‌کند. با کمک تئوری تاوایی- انرژی می‌توان نشان داد که جو در شرایط بی در رو و بدون ویسکوزیته، دارای مقایر کمینه تابع تاوایی- انرژی است. در این وضعیت، باد روی سطوح هم دمای پتانسیل و در راستای خطوط هم تاوایی پتانسیل که هم سو با خطوط "هم تابع جریان برنولی" هستند، می‌وزد. زمانی که این شاخص صفر است، جو در حالت تاوایی-انرژی پایه و پایدار قرار دارد. در این وضعیت جو، ایستا، بدون ویسکوزیته، خشک و بی دررو است(وبر و نویر[2]، ۲۰۰۸: ۱). اگر شاخص مثبت باشد به معنی حضور گسترده سامانه پرفشار و اگر منفی باشد به معنی حضور سامانه کم فشار در منطقه است. بررسی رابطه بین این شاخص و الگوهای جوی در مرکز اروپا نشان می‌دهد که رابطه خوبی بین آنها برقرار است(ماتیاس[3] و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲). این رابطه در شکل ۱ ارائه شده است. برای مثال در تابستان گرم ۱۹۹۷ در اروپای مرکزی، نوسان کمی در نوار طیفی این شاخص دیده می‌شود(شکل۲). بررسی رابطه بین تغییر پذیری جوی در طی فصول و سال‌های مختلف و متوسط این شاخص در طی دوره زمانی نشان می‌دهد که این ایده برای این گونه تحلیل‌ها می‌تواند مناسب باشد. مقایر مثبت شاخص در چنین وضعیتی نشان دهنده تقویت و مقادیر منفی آن نشان دهنده تضعیف چرخش‌های جوی است؛ برای مثال زمستان‌های ۱۹۹۵-۱۹۹٦ در مرکز اروپا همراه با سرمای شدید، کاهش دما و خشکی هوا بوده است. این مسئله به سبب استیلای پرفشارهایی در منطقه بود که در طیف میانگین متحرک این شاخص به خوبی دیده می‌شود(شکل۳). همچنین روی آب‌های گرم شمال اقیانوس

1 EVT
2 Weber and Nevir
3 Matthies

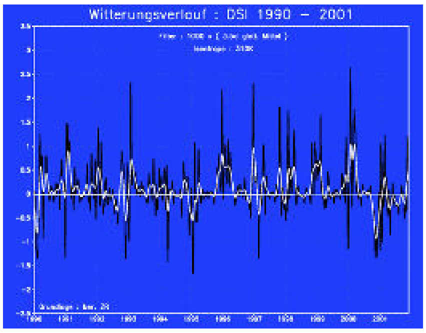
اطلس، همواره مقایر مثبت دیده می‌شود(شکل ٤). بنابراین می‌توان با استفاده از ایـن شـاخص، تغییـر پـذیری جوی و اقلیمی را نیز نشان داد.



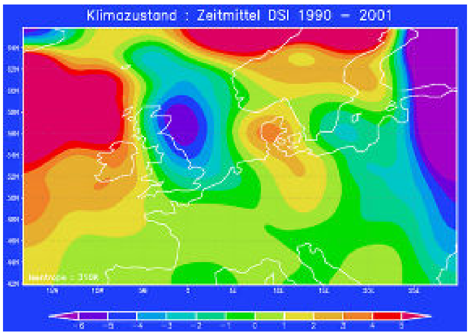
شکل ۱ رابطه بین شاخص DSI و الگوهای جوی مستقر در اروپای مرکزی، منبع: (ماتیاس[1] و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ۲ وضعیت شاخص دینامیکی **DSI** در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلوین روی مرکز اروپا درسال ۱۹۹۷، **منبع:** (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ۳ وضعیت میانگین متحرک شاخص دینامیکی DSI در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلوین روی مرکز اروپا ازسال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱، منبع: (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲).



شکل ٤ نقشه مقایرشاخص دینامیکی DSI در تراز هم دمای پتانسیل ۳۱۰ درجه کلوین روی اروپا و اقیانوس اطلس ازسال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱، منبع: (ماتیاس و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲)..

از سوی دیگر، این شاخص می‌تواند در تحلیل رویدادهایی با منشا همرفت که اغلب بارش‌هـای سـنگین به همراه دارند، به کار رود. رویدادهای فرین همرفت[2] مانند بارش‌ها و برف‌های سنگین و صاعقه‌های شدید، فرآیندهایی غیر ایستا[3]، با دررو[4] و مرطوب[5] هستند. پارامترهای مورد استفاده در تحلیل پتانسیل طوفـان‌هـای

1 Matthies
2 Convective extreme weather events
3 Nonstationary
4 Diabatic
5 Moist

تندری[1] فقط شرایط ترمودینامیک جوی را در نظر می‌گیرند. بنابراین وضعیت جوی توصیف شده به وسیله این پارامترها برای پارامترسازی مدل‌های جهانی و مدل‌های با دقت بالا[2] مورد استفاده است. مبتنی بر همین گفتار، شاخص DSI، مجموع فرآیندهای غیر ایستا، با دررو و مرطوب و همراه با اصطکاک جو را در نظر می‌گیرد. این شاخص ، میزان انحراف حل معادلات اولیه آدیاباتیک را در حالت بدون ویسکوزیته و ایستا نشان می‌دهد(وبر و نویر[3]، ۲۰۰۸: ۳). به عبارت دیگر می‌تواند میزان انحراف از غیر ایستا بودن، خشکی و ویسکوزیته جو را بیان کند. با محاسبه DSI، در سلول‌های همرفت هیدرواستاتیک و غیر هیدرواستاتیک، می‌توان انحراف از معادله اولیه آدیاباتیک را برای طوفان‌های تندری نیز شرح داد. در این حالت، ناپایداری همرفت از طریق آزاد سازی گرمای نهان مشخص می‌شود. ترکیب این شاخص و CAPE هم می‌تواند پارامتر مناسبی برای نشان دادن فعالیت‌های همرفت باشد (شارتنر٤ و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۱۲). بنابراین شاخص DSI می‌تواند در پیش بینی وقایع فرین مانند طوفان‌های تندری و بارش‌های سنگین به کار رود(ماتیس، ۲۰۰۸: ٤۲). این شاخص می‌تواند محل و قدرت توفان‌های حاره(وبر و نویر، ۲۰۰۸: ۸) و چرخه زندگی امواج باروکلینیک را را نیز نشان دهد(شارتنر، ۲۰۰۹: ۱۳۰).

بررسی رابطه بین برخی از پارامترهای جوی مانند دما و بارش در اروپا که به طور طبیعی وابسته به فصل هستند و شاخص مورد نظر نشان می‌دهد که رابطه خوبی بین آن‌ها برقرار است. مثلا در فصل بهار، وقتی شاخص صفر است، میانگین دمای هوا بالا است. درچنین وضعیتی، این شاخص ارتباط خوبی با بارش در اروپا دارد و رابطه قوی و روشنی بین فعالیت‌های بارشی و شدت سامانه‌های همدید برقرار است.

در مدل‌های با قدرت تفکیک بالا رابطه بین مقایر محلی DSI و بارش قوی است(کلاتسنیتزر۵ و همکاران، ۲۰۰۸: ۸۱۳). لازم به ذکر است که در این مدل‌ها (تولید شده توسط سازمان هواشناسی آلمان)، ۵۰ لایه به صورت عمودی وجود دارد. قدرت تفکیک مکانی آن ۲٫۸ کیلومتر و قدرت تفکیک زمانی آن یک ساعت است.

به طور کلی در بررسی سینوپتیکی و دینامیکی جو در زمان رخداد بارش های سنگین مطالعات زیادی انجام شده است. کیو٦ با بررسی بارش‌های سنگین شرق آسیا در تابستان نشان داد که با تقویت پرفشار جنب حاره غرب اقیانوس آرام، ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا۷ در منطقه افزایش یافته و در پی آن

1 CAPE and KO
2 COSMODE or COSMOEU
3 Weber and Nevir
4 Schartner
5 Claußnitzer
6 Kiyu
7 SST

همرفت‌های قوی و بارش‌های سنگین به وقوع می‌پیوند (کیو، ۱۹۹۸: ۵). دنگ[1] و همکاران به تحلیل همدید رویدادهای بارشی سنگین در کره جنوبی پرداختند. آنها نشان دادند که تغییر پذیری وضعیت باروکلینیک جو نقش عمده‌ای را در توسعه الگوی ناپایداری جوی و ایجاد بارش سنگین داشت. همچنین گرادیان فشار بین کم‌فشار قاره‌ای و پرفشار غرب اقیانوس آرام، جریان‌های جنوب غربی شدیدی را موجب شده که در گسترش رطوبت به سمت دامنه‌های جنوب‌غرب کم‌فشار اُختسک مشارکت داشت. در نتیجه وقوع این شرایط، اغتشاشاتی با مقیاس همدید در امتداد جبهه مونسون ایجاد که موجب وقوع بارش‌های سنگین بر روی کُره جنوبی شد(دنگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۱۳). وایدا و کولکارنی۲ با استفاده از یک مدل میان مقیاس، بارش سنگین ۹٤/٤ سانتیمتری را در سال ۲۰۰۵ در بمبئی رخ داده بود را همانندسازی کردند (وایدیا و کولکارنی، ۲۰۰۷). در این پژوهش آنها به تحلیل پارامترهای دینامیکی در مکان بارش سنگین پرداخته و پارامترهایی مانند واگرایی، تاوایی، سرعت عمودی و رطوبت را در مراحل مختلف رویداد بارش سنگین بررسی نمودند و نشان دادند که بیشینه همگرایی و تاوایی پیش از مرحله بلوغ۳ و بیشینه سرعت عمودی پس از آن بوده است (وایدیا و کولکارنی، ۲۰۰۷). کومار٤ و همکاران بارش سنگین ۲٦ ژولای سال ۲۰۰۵ بمبئی۵ هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش‌بینی هوا[6] بررسی کردند. نتایج نشان داد که این مدل عددی قادر است رویداد بارش سنگین و شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. در شمال ایران نیز، شیو حاصل از برخورد پرفشارهای شمالی و کم فشارهای داخل ایران، تقویت نسیم دریا و خشکی و اثر دمای سطح دریا و اختلاف دمای سطح دریا و هوای روی آن از مهم ترین دلایل بارش‌های سنگین در مطالعات سینوپتیک و دینامیک جوی شناخته شده اند (علیجانی;۱۳۸۱; مرادی، ۱۳۸۳، مسعودیان، ۱۳۸۳و نوری، ۱۳۹۱).

با توجه به نوپا پودن شاخص DSI به عنوان یک شاخص دینامیکی جدید در آلمان و اروپا، ارزیابی و آزمون آن در مطالعات محیطی و تحلیل سامانه های جوی در سایر نقاط جهان ضروری به نظر می‌رسد. از سوی دیگر اثرات محیطی بارش های سنگین و فوق سنگین یکسان نیست. حتی بارش های ناشی از ابرهای همرفت و غیر همرفت هم، تاثیرات اکوسیستمی منحصر به خود را دارند. نظر به اهمیت بارش‌های ناهنجار و بیش تر از میانگین نرمال به ویژه در ایجاد مخاطرات محیطی و تخریب جنگل ها، مراتع، اراضی کشاورزی، باغات و نواحی شهری، از طریق سیلاب ها، آب گرفتگی ها، فرسایش و رسوب، این پژوهش تلاش می‌کند

1 Dong
2 Vaidya and Kulkarni
3 Mature Stage
4 Kumar
5 Mumbai
6 WRF

رابطه بین بارش‌های سنگین و فوق سنگین ناشی از ابرهای همرفت و غیر همرفت و شاخص DSI را در شمال ایران بررسی و مقایسه کند و با شناخت مناطق فرونشینی وصعود هوا، درستی موقعیت سامانه‌های پرفشار یا کم فشار و حرکات عمودی جو در اطراف دریای خزر را در مقایسه با نقشه‌های فشار تراز دریا و الگوهای سینوپتیک جوی آزمون نماید.

منطقه مورد مطالعه

داده های زمینی در سه استان شمالی ایران(گیلان، مازندران و گلستان)مورد تحلیل قرار گرفتند.در بررسی داده‌های جو بالا، محدوده مورد مطالعه، گسترده‌تر از قلمرو منطقه مورد مطالعه زمینی انتخاب شد. این چهار چوب، مناطق بین طول جغرافیایی ۲۰- تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه شمالی را شامل می‌شود.

داده‌ها و روش شناسی

این پژوهش از نوع اقلیم شناسی همدید با رویکرد محیطی به گردشی است. بنا بر آمار بارش روزانه هفت ایستگاه همدید سواحل جنوبی خزر (انزلی، آستارا، رامسر، سیاه بیشه، بابلسر و گنبد)در سال‌های ۱۳٤۰ تا ۱۳۸۷(مستخرج از سازمان هواشناسی کشوری)، رویدادهای بارشی به دست آمدند. . مبتنی بر تعریف، " رویداد بارشی" به یک یا چند روز بارشی متوالی گفته می‌شود که در هیچ یک از روزها مقدار بارش از ۱ میلیمتر کمتر نبوده است . سپس شدت بارش برحسب میلیمتر در روز در هر رویداد محاسبه و با لحاظ ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع، رویدادهای بارشی به ۲ گروه بارشی تقسیم شدند. برای این منظور، پس از تنظیم شدت بارش رویدادها از مقادیر بزرگ‌تر به کوچک‌تر و استفاده از روش ویبول در منابع آب، احتمال وقوع هر مقدار محاسبه شد. سپس دو محدوده احتمال که بیانگر دو محدوده بارشی مختلف هستند به دلیل اهمیت در منابع آب و مخاطرات محیطی انتخاب شدند. این گروه‌های بارشی شامل فوق سنگین(احتمال وقوع کم تراز ۲۵ درصد) و سنگین(احتمال وقوع ۲۵ تا ۵۰ درصد) هستند. روز اوج بارش در هر رویداد بارشی به عنوان روز نماینده رویداد انتخاب شد. در دو گروه بارشی فوق سنگین و سنگین، شناسه همدید ابرهای پایین در روزهای نماینده بررسی و تحلیل‌های آماری لازم صورت گرفت. سپس، ابرها بر اساس ویژگی‌های خود به دوگروه ابرهای همرفت[1] یا کومولوفورم یا جوششی و غیر همرفت[2] یا استراتیفورم یا پوششی تقسیم شدند. شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۲، ۳، ۸ و ۹ نشانگر ابرهای جوششی و شناسه‌های همدید ابرهای نوع

1 Cumuliform
2 Stratford

٤، ٥، ٦ و ٧ بیانگر ابرهای پوششی هستند. این نوع تقسیم بندی بنابر پیشنهاد دپارتمان علـوم جـوی دانـشگاه برلین انجام شد (لانگر۱ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۹). به این ترتیب چهار گروه بارشی جدید بـه شـرح ذیـل بـه دست آمد: رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفـت، رویـدادهای بارشـی سـنگین بـا منـشا همرفـت، رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیرهمرفت، رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت. بـا ترسـیم خطوط هم بارش در منطقه، بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای رویدادهای بارشی در هرکدام از گـروه‌هـای بارشی در سواحل جنوبی خزر محاسبه شد. برای محاسبه شاخص DSI، از داده‌های یک ساعته دمـا، ارتفـاع ژئوپتانسیل و سرعت باد(استخراج شده ازپایگاه داده ERA40) در زمان رخداد بارش‌هـای فـوق سـنگین و سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت استفاده و پارامترهای چگالی هـوا، تـاوایی پتانـسیل، دمـای پتانـسیل و ضریب تابع جریان برنولی در ترازهای مختلف هـم دمـای پتانـسیل(۲٦۰، ۲۸۰، ۳۱۰، ۳۲۰، ۳۳۰، ۳٤۰، ۳٥۰، ۳٦۰ و ۳۹۰ درجه کلوین) محاسبه و در نهایت با استفاده از معادله ذیل، شاخص DSI به دست آمـد (وبـر و نویر، ۲۰۰۸: ٥)

$$DSI = [1/\rho \times \partial (\Pi, \theta, B)] / \partial (x, y, z)$$

تاوایی پتانسیل: Π ، دمای پتانسیل: θ ، تابع جریان برنولی: B ، چگالی: ρ

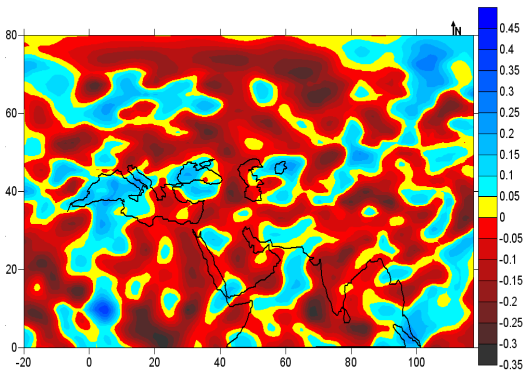
سپس میانگین روزانه ایـن شـاخص در ترازهـای مختلـف محاسـبه و بـرای هـر گـروه بارشـی، ضـریب همبستگی اسپیرمن۲ با میانگین بارش منطقه ای در سواحل جنوبی خـزر بـه دسـت آمـد. سـپس نقـشه‌هـای میانگین شاخص DSI در هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین همرفت و غیر همرفت ترسیم و با نقشه‌های فشار تراز دریا۳ (مستخرج از سایت www.cdc.noaa.gov بـه صـورت دیـده‌بـانی‌هـای شـش ساعته و به صورت شبکه‌بندی منظمی با اندازه‌ی یاخته‌های ۲/٥ × ۲/٥ درجه جغرافیایی) مقایسه شدند.

بحث و نتایج

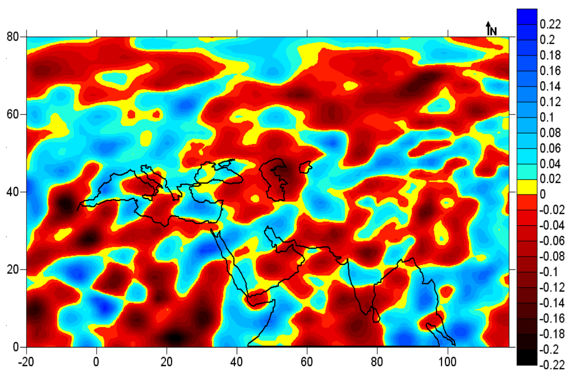
بررسی ضریب همبستگی بین شاخص DSI در ترازهای مختلف هم دمای پتانسیل و بارش در گروه‌هـای مختلف بارشی فوق سنگین با منشا همرفت(شکل ٥) سنگین با منشا همرفت (شکل ٦)، فوق سنگین با منـشا غیر همرفت (شکل ۷) و سنگین با منشا غیر همرفت (شکل۸) نشان می‌دهد کـه تنهـا در بـارش‌هـای فـوق سنگین با منشا همرفت و در تراز ۳۱۰ درجه کلوین، این ضریب درسطح ٥ درصد معنی دار است؛ به طـوری که در اطراف دریای خزر، بیشینه این ضریب(٤۰,۱درصد) در شمال شـرق ایـن دریاچـه و کمینـه آن(-۳٤,۲ درصد) در جنوب غرب آن قرار دارد. این موضوع به این معنی است که با افزایش شاخص DSI در ترازهای

1 Langer
2 Spearman
3 SLP

فوق در شمال شرق دریای خزر و کاهش آن در جنوب غرب این دریاچه مقدار میانگین بارش منطقه ای سواحل جنوبی خزر افزایش می‌یابد. در سایر گروه‌های بارشی ضرایب همبستگی معنی دار نیست. بررسی نقشه‌های DSI در ترازهای مختلف در منطقه (اشکال۵ تا ۲۰) نشان می‌دهد که برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت در ترازهای ۲٦۰ تا ۳۱۰ درجه کلوین، شمال دریاچه خزر دارای DSI مثبت و جنوب دریاچه خزر دارای DSI منفی است. این موضوع در نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا در هر چهار گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، سنگین با منشا همرفت، فوق سنگین با منشا غیر همرفت و سنگین با منشا غیر همرفت هم قابل رویت است. این بدان مفهوم است که در شمال دریاچه خزر، فرونشینی[1] هوا و در جنوب آن و سواحل جنوبی خزر صعود هوا[2] رخ می‌دهد. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت، تنها در ناحیه کوچکی از شمال شرقی دریاچه خزر، مقادیر مثبت قوی این شاخص و در نتیجه فرونشینی هوا دیده می‌شود و در بخش وسیع باقی مانده صعود هوا روی می‌دهد. در گروه بارشی سنگین با منشا همرفت، در نیمه شمالی دریا عمل فرونشینی و در نیمه جنوبی آن عمل صعود با مقادیری کوچکتر از گروه بارشی فوق سنگین اتفاق می‌افتد. بنابراین در این گروه بارشی، شدت صعود به طور میانگین کم تر از بارش‌های فوق سنگین است. در گروه بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت هم، نیمه شمالی دریا منطقه فرونشینی و نیمه جنوبی آن منطقه صعود است. در گروه بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت، شدت صعود کاهش می‌یابد.

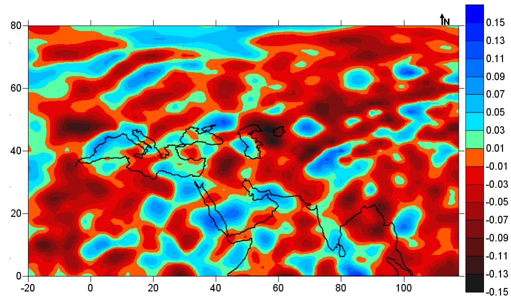


شکل۵ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص **DSI** و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای بارش فوق سنگین با منشا همرفت

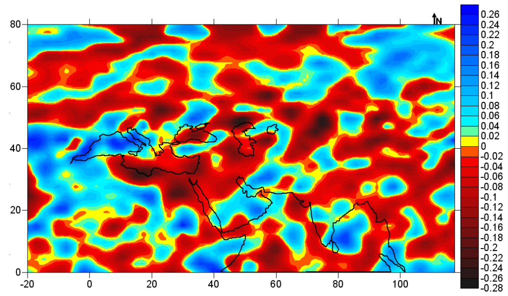


شکل٦ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص **DSI** و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای بارش سنگین با منشا همرفت

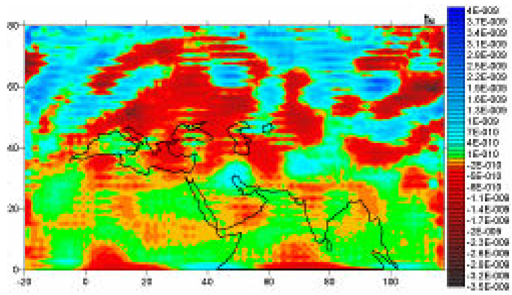
1Subsidence
2Airlifting



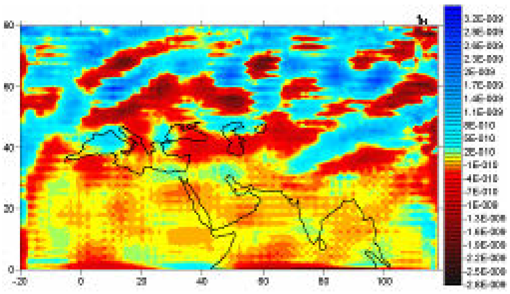
شکل۷ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیرهمرفت در سواحل جنوبی خزر



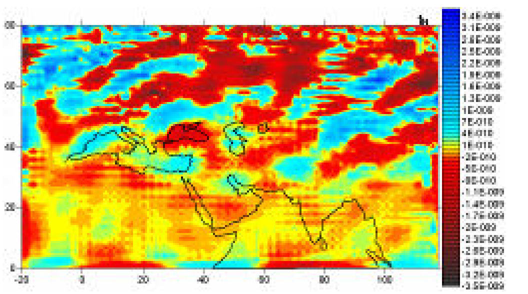
شکل۸ نقشه ضریب همبستگی اسپیرمن بین شاخص DSI و میانگین بارش منطقه ای در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت در سواحل جنوبی خزر



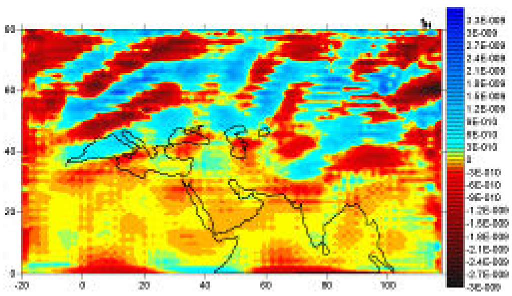
شکل۹ نقشه شاخص DSI در تراز ۲٦۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



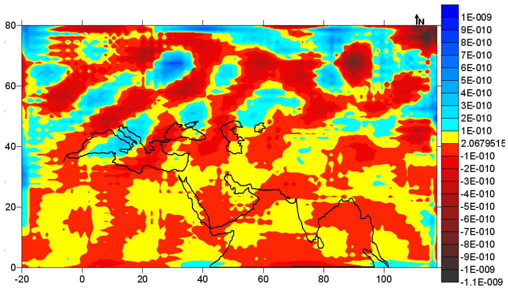
شکل۱۰ نقشه شاخص DSI در تراز۲٦۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



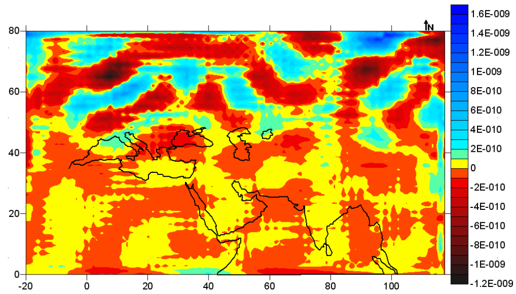
شکل۱۱ نقشه شاخص DSI در تراز ۲٦۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



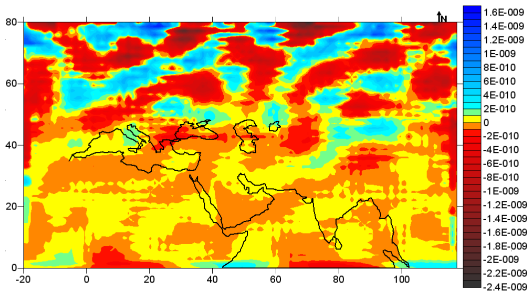
شکل۱۲ نقشه شاخص DSI در تراز۲٦۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



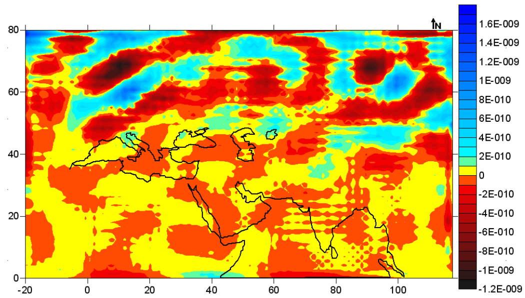
شکل۱۳ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



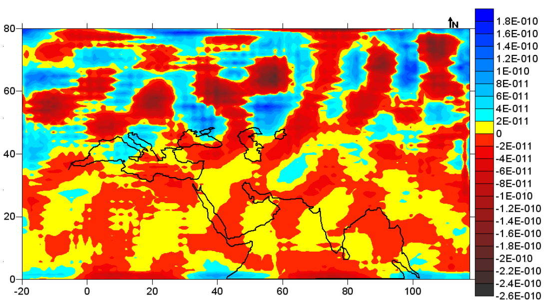
شکل۱٤ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



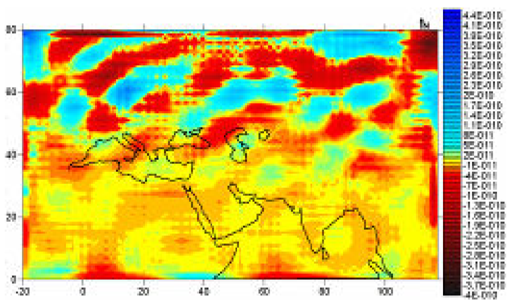
شکل۱۵ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



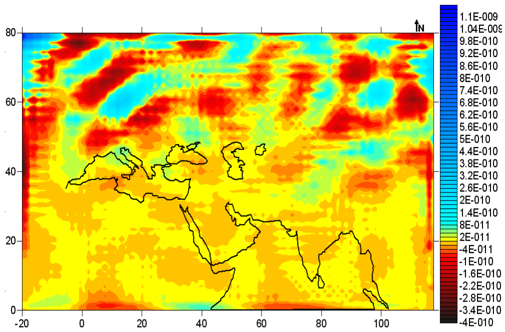
شکل١٦ نقشه شاخص DSI در تراز ۲۸۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



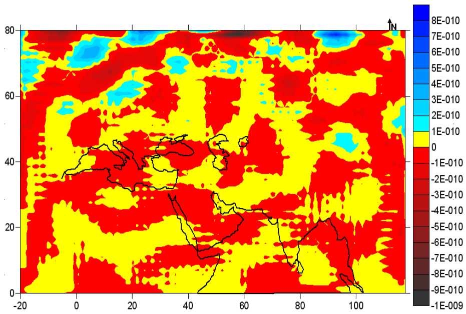
شکل۱۷ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



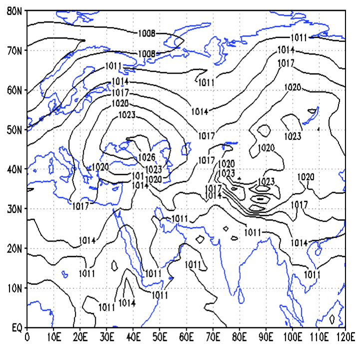
شکل۱۸ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت در سواحل جنوبی خزر



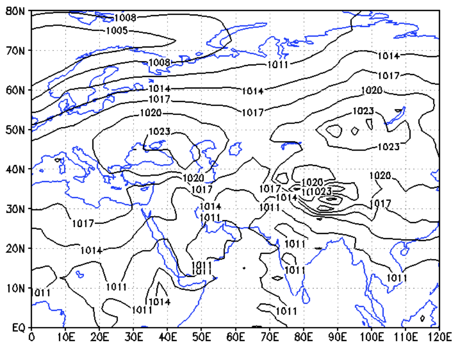
شکل۱۹ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



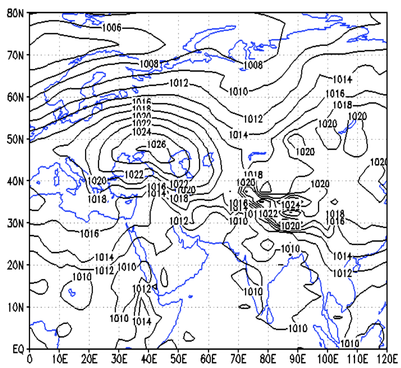
شکل۲۰ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر



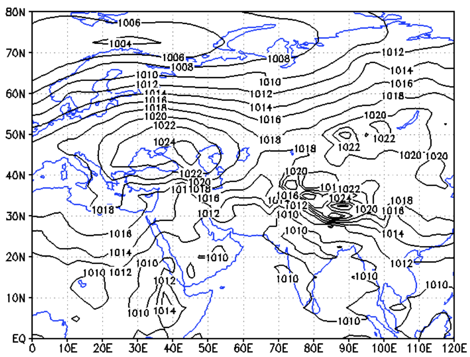
شکل ۲۱ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای بارش‌های فوق سنگین با منشا همرفت



شکل۲۲ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای بارش‌های سنگین با منشا همرفت



شکل۲۳ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای بارش‌های فوق سنگین با منشا غیرهمرفت

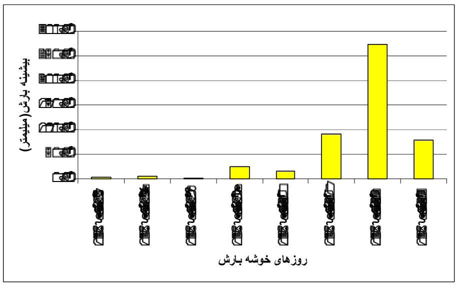


شکل۲۴ نقشه میانگین الگوی فشار تراز دریا برای بارش‌های سنگین با منشا غیر همرفت

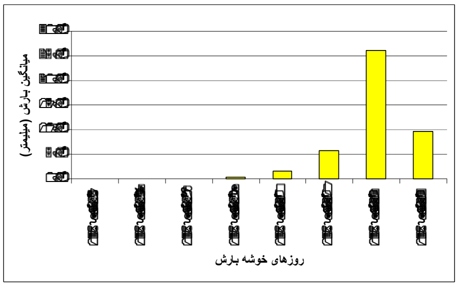
با توجه به اهمیت این شاخص در تحلیل دینامیکی جو در بارش‌های فوق سنگین با منشا همرفت در مقایسه با سایر گروه‌های بارشی ، برای شناخت دقیق تر این شاخص، چندین خوشه بارش با منشا همرفت انتخاب و. شاخص وضعیت دینامیکی محاسبه و ترسیم شد. اولین خوشه بارش منتخب ١٦ تا ٢٣ مهر ماه ١٣٦٩ بود. شکل‌های ٢٥ تا٢٧ به ترتیب بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای بارش را در این مدت نشان می‌دهد. اوج بارش در این مدت ٨ روز در تاریخ ٢٢ مهر ١٣٦٩ روی داد. بررسی شاخص **DSI** نشان می‌دهد که در بعداز ظهر این روز، همه سطح دریا در مسیر ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی تر قرار گرفته است. میانگین روزانه شاخص **DSI** در تراز ٣١٠ کلوین در این روز، که شامل مقادیر مثبت و بزرگی است، در نیمه جنوبی دریای خزر دیده می‌شود(شکل ٢٨).

خوشه بارش نماینده دوم از ١٣ تا ٢١ مهر ماه ١٣٧٧ انتخاب شد. شکل‌های ٢٩ تا ٣١ به ترتیب بیشینه، میانگین و فراگیری منطقه ای بارش را در این مدت نشان می‌دهد. اوج بارش در این مدت ٩ روز در تاریخ ١٦ مهر ١٣٧٧ روی داد. بررسی شاخص **DSI** نشان می‌دهد که در بعداز ظهر این روز ، بیش تر سطح دریا در مسیر ریزش و فرونشینی هوای سرد عرض‌های شمالی تر قرار گرفته و در سواحل جنوبی خزر صعود هوا رخ می‌دهد. مقادیر مثبت و بزرگ میانگین روزانه شاخص **DSI** در تراز ٣١٠ کلوین در این روز روی دریای خزر دیده می‌شود(شکل٣٢). به عبارت دیگر در طول روز به تدریج در همه قسمت‌های دریا تحت حاکمیت یک سامانه پرفشار، فرونشینی هوای سردتر روی می‌دهد.

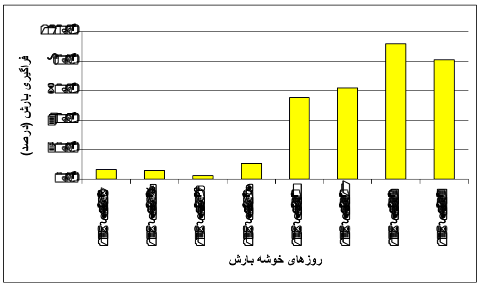
نقشه فشار سطح دریا در روزهای نماینده خوشه بارش‌های منتخب در شکل‌های ٣٣ و ٣٤ ارائه شده است. این نقشه‌ها و نقشه‌های **DSI** مربوطه، هماهنگی بسیار خوبی را نشان می‌دهند. به طوریکه در رویداد ٢٣ مهر ١٣٦٩، زبانه ای از سامانه پرفشار مستقر بر دریای سیاه با کشیده شدن روی خزر باعث ریزش هوای سردتر عرض‌های بالایی بر نیمه جنوبی خزر می‌شود. همچنین در روز١٦ مهر ١٣٧٧ یک سامانه پرفشار در شمال دریای سیاه قرار گرفته که با توجه به موقعیت جغرافیایی هسته آن می‌تواند باعث فرونشست هوای سردتر عرض‌های بالاتر روی شمال تا جنوب دریای خزر شود.



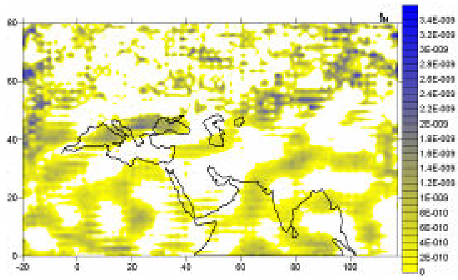
شکل٢٥ نمودار میله ای بیشینه بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ١٣٦٩,٧,١٦ (١٩٩٠,١٠,٨) تا ١٣٦٩,٧,٢٣ (١٩٩٠,١٠,١٥) در سواحل جنوبی خزر



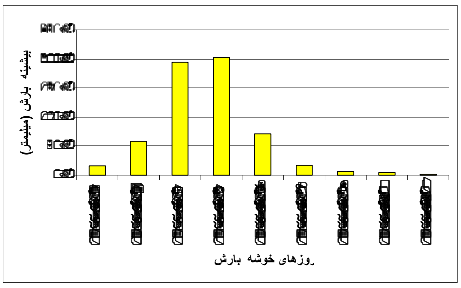
شکل٢٦ نمودار میله ای میانگین بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ١٣٦٩,٧,١٦ (١٩٩٠,١٠,٨) تا ١٣٦٩,٧,٢٣ (١٩٩٠,١٠,١٥) در سواحل جنوبی خزر



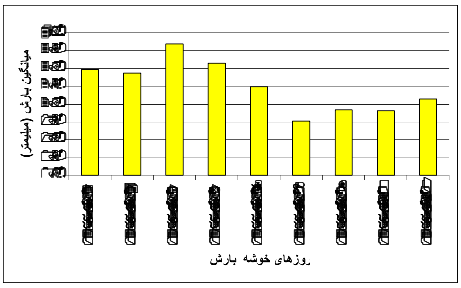
شکل۲۷ نمودار میله ای فراگیری بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳٦۹,۷,۱٦ (۱۹۹۰,۱۰,۸) تا ۱۳٦۹,۷,۲۳ (۱۹۹۰,۱۰,۱۵) در سواحل جنوبی خزر



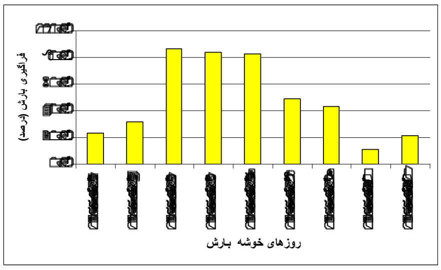
شکل۲۸ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای روز نماینده ۱۳٦۹,۷,۲۲ در سواحل جنوبی خزر



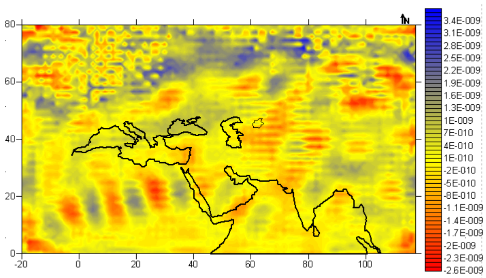
شکل۲۹ نمودار میله ای بیشینه بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ (۱۹۹۸,۱۰,۵) تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



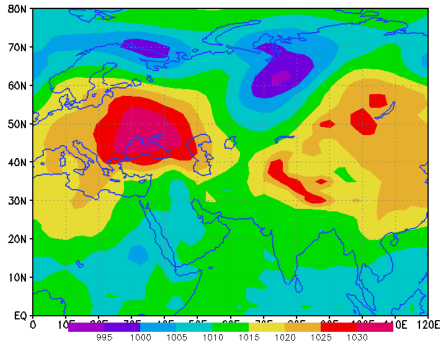
شکل۳۰ نمودار میله ای میانگین بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ (۱۹۹۸,۱۰,۵) تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



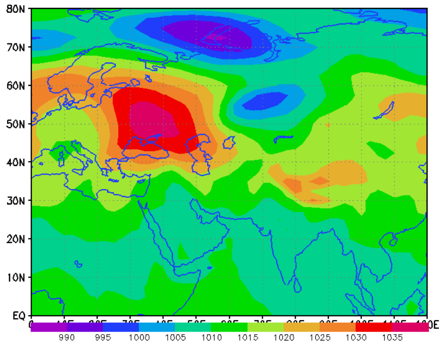
شکل۳۱ نمودار میله ای فراگیری بارش منطقه ای در یک خوشه بارش فوق سنگین با منشا همرفت از ۱۳۷۷,۷,۱۳ (۱۹۹۸,۱۰,۵) تا ۱۳۷۷,۷,۲۱ (۱۹۹۸,۱۰,۱۳) در سواحل جنوبی خزر



شکل۳۲ نقشه شاخص DSI در تراز ۳۱۰ درجه کلوین برای روز نماینده ۱۳۷۷,۷,۱٦ در سواحل جنوبی خزر



شکل۳۳ نقشه فشار سطح دریا برای روز نماینده ۱۳٦۹,۷,۲۲ در سواحل جنوبی خزر



شکل۳٤ نقشه فشار سطح دریا برای روز نماینده ۱۳۷۷,۷,۱٦ در سواحل جنوبی خزر

نتیجه گیری

به طور کلی، بررسی شاخص جدید دینامیکی جو نشان می‌دهد که در سنگین ترین رویدادهای بارشی منطقه، زبانه ای از پرفشارهای دریای سیاه یا سیبری به سواحل جنوبی خزر نزدیک شده و باعث ریزش هوای سرد در تمام سطح دریا از شمال تا جنوب یا فقط بخش جنوبی آن می‌گردد. با توجه به وجود شرایط ترمودینامیک و دینامیک مناسب در این زمان، این فرونشینی هوا باعث رخداد بارش‌های سنگین تر در منطقه می‌شوند. نتایج نشان داد برای همه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت در تراز ۲٦۰ تا۳۱۰ درجه کلوین، شمال دریاچه خزر دارای مقادیر مثبت یا عملکرد سامانه پرفشار (فرونشینی هوا) و جنوب دریای خزر دارای مقادیر منفی یا عملکرد سامانه کم فشار (صعود هوا) است. در هر دو گروه بارشی همرفت و غیر همرفت، شدت صعود در بارش‌های سنگین به طور میانگین کم تر از بارش‌های فوق سنگین است؛ هر چند وسعت مناطق صعود و نزول یکسان نیست. از سوی دیگر، ضریب همبستگی این شاخص و بارش‌های فوق سنگین همرفت بیش از سایر گروه‌های بارشی است. با وجود نقش خوب این شاخص در شناسایی نواحی صعود و نزول هوا، ضرایب همبستگی بین بارش و مقادیر مطلق شاخص DSI در اروپا قوی تری از این رابطه در سواحل جنوبی خزر است. نتایج این پژوهش با مطالعات قبلی در خصوص بارش‌های خزری و شرایط صعود و نزول هوا و مناطق حضور سامانه‌های کم فشار و پرفشار در منطقه (علیجانی، ۱۳۷٤؛ مرادی، ۱۳۸۳ ؛ غیور و همکاران، ۱۳۹۰)، هماهنگی خوبی دارد. در یک نگاه جامع این شاخص به نقش پرفشارهای مهم منطقه شامل پرفشار اروپایی و سیبری به ویژه پرفشار مستقر در اطراف دریای سیاه اشاره دارد. هوای موجود در این پرفشارها ضمن گردش ساعتگرد خود در بخش شمال و شمال شرقی خزر فرو می‌نشینند و در اثر شرایط ترمودینامیک دریا و دینامیک ترازهای فوقانی با جذب

رطوبت، صعود کرده و با تشکیل ابر، باعث رویداد بارشی سنگین و فـوق سـنگین در سـواحل جنـوبی خـزر می‌شوند.

با وجود این که مقادیر مطلق داده‌های DSI در اروپا ارتباط معنی دار قوی تری با بارش نشان داده اسـت به نظر می‌رسد از این شاخص دینامیکی می‌توان در تحلیـل دقیـق دینـامیکی جـو در منطقـه در مقیـاس‌هـای مختلف محلی و منطقه ای هم استفاده نمود. نتـایج حاصـل از ایـن تحقیـق مـی‌توانـد در انـواع تحلیـل‌هـای دینامیکی جو و روابط آن با پدیده‌های محیطی مانند مسیر حرکت چرخند هـا، شـدت چرخنـدها، شناسـایی دقیق مراکز بارش‌های سنگین، بیشینه و سیلاب‌ها و نیز آشکار سازی تغییرات اقلیمی استفاده و آزمون شود.

References

Alijani, B.,2002. Synoptic climatology, SAMT Publications, Tehran, Iran. 1:112-114.

Blessmann, D., and Névir, P., 2005. Analysing the vertical structure of the atmosphere using the Dynamic-State-Index (DSI), Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 08744 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-08744

Schartner, T., Névir, P., Leckebusch, G. C., Ulbrich, U., 2009. Analysis of thunderstorms with the dynamic state index (DSI) in a limited area high resolution model. 5th European Conference on Severe Storms 12 - 16 October 2009 - Landshut Germany, 112-134.

Claußnitzer, A., Névir, P., Langer, I., Reimer, E., Cubasch, U., 2008. Scale-dependent analyses of precipitation forecasts and cloud properties using the Dynamic State Index, *Meteorol. Zeitschrift*, 17, 813-825.

Dong-Kyou L., Jeong-Gyun P., and Joo-Wan K. 2008. Heavy rainfall events lasting days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, Journal of the Meteorological Society of Japan, VOL, 86, NO. 2, pp. 313-333, 2008.

Ghayoor, H., Masoodian, A., Azadi, M., Nouri, H., 2011**.** Temporal And Spatial Analysis Of Heavy And Superheavy Precipitations In The Southern Coastal Of Caspian Sea, 100:21-50

Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., 2008. Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), Q.J.R. Meteoral. Soc. 134:1897-1910.

Kyou, L., Gyun, P. and Wan, K., 2008, Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, J. of the Meteorogical Society of Japan, Vol, 86, NO.2, PP.313-333.

Langer, I., E. Reimer, A. Oestreich, 2008. First results: Cloud classification from Meteosat data for separation of convective and stratiform precipitation. – Meteor. Z. 17, 19–27.

Matthies, A., Schartner, T., Leckebusch, G.C., Rohlfing, G., Névir, P. and Ulbrich, U., 2008. Extreme weather events in southern Germany – Climatological risk and development of a nowcasting procedure, www.geo.fu-berlin.de/met/, 32-65.

Masoodian, S. A., 2003.Climatic regions of Iran. J. Geography and Development. 2:171-183.

Moradi H., 2003. The role of Caspian Sea in the southern coasts precipitation, J. of Marin sciences in Iran. 2:14-15.

Nouri, H., Ildoromi, A., 2012. Synoptic and Dynamic Analysis of Heavy Rainfall Events in the Southern Coasts of Caspian Sea in Comparison with the rest of Iran. J. of Geography and planning.38: 12-56

Vaidya, S. and Kulkarni, J., 2007. Simulation of heavy precipitation over Santascruz, Mumbai on 26 July 2005, using Meseoscale model, Meteorol Atmos Phys, DOI 10.1007/s00703-006-0233-4.

Weber, T., Névir, P., 2008. Storm Tracks and Cyclone Development using the Theoretical Concept of the Dynamic State Index (DSI), *Tellus*, 60(A), 1-10.